

- un rumore di fondo generalmente compreso tra circa 5 μGal (gravimetro G-594) e circa 10 μGal (gravimetro G-1190);
- variazioni con periodo compreso tra qualche secondo ed alcune decine di secondi, di durata complessiva compresa tra 60 e 120 secondi e con ampiezza picco-picco compresa tra circa 60 e circa 1500 μGal . Tali eventi sono stati osservati il 14 agosto, durante uno sciame sismico di 18 terremoti, iniziato alle 21:09 (GMT) e terminato alle 23:05 (GMT) e localizzato nel versante nord-orientale dell'edificio vulcanico etneo, a circa 15 km di distanza rispetto alla stazione gravimetrica. I transienti osservati dai due strumenti presentano la stessa ampiezza e lo stesso periodo ma sono, talvolta, di segno opposto.
- variazioni con periodo di circa 25 secondi, di durata complessiva compresa tra 60 e 150 minuti, con ampiezza picco-picco compresa tra circa 800 e circa 1500 μGal sono state osservate in occasione di due telesismi che si sono verificati rispettivamente in Giappone (magnitudo 7) ed in Perù (magnitudo 7.5). In entrambe le occasioni, le oscillazioni dei due sensori si presentano assolutamente identiche.

Entro i limiti legati alla durata relativamente breve dell'esperimento, alcune considerazioni preliminari possono essere tratte. Innanzitutto la disponibilità di misure simultanee ad alta frequenza nello stesso sito ha ridotto le ambiguità nel riconoscere la parte utile dei segnali acquisiti in una zona vulcanica attiva. Il confronto tra le due serie temporali ha permesso di (i) individuare gli intervalli dello spettro di frequenza nell'ambito dei quali si ha una probabilità maggiore di osservare variazioni reali del campo di gravità e (ii) caratterizzare la risposta oscillatoria dei gravimetri a molla LaCoste & Romberg (i più utilizzati per misure in continuo in zone geodinamicamente attive) a sollecitazioni sismiche di vario tipo (terremoti locali vulcanici o tettonici, telesismi, ecc.).

SULLA DETERMINAZIONE DELLA DENSITÀ DI BOUGUER OTTIMALE

F. Caratori Tontini ^(1,2), **F. Graziano** ⁽¹⁾, **L. Cocchi** ^(1,3), **C. Carmisciano** ⁽¹⁾, **P. Stefanelli** ⁽¹⁾ e **N. Beverini** ^(2,4)

(1) *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Portovenere (SP)*

(2) *Consorzio Universitario della Spezia*

(3) *Dip. Sc. Terra, Geologiche ed Ambientali, Università di Bologna*

(4) *Dip. Fisica, Università di Pisa*

Nella produzione di una carta di anomalia da dati di gravità la riduzione di Bouguer gioca un ruolo fondamentale. La sottrazione del contributo topografico è in questo caso essenziale al fine di evidenziare le variazioni laterali di densità e la geometria delle strutture generatrici di interesse geofisico. La correzione di Bouguer è fortemente dominata dalla scelta del valore della densità di riduzione che può tuttavia lasciare effetti topografici indesiderati nella mappa residua.

La scelta più comunemente effettuata adotta una densità di Bouguer $\rho_B = 2.67 \text{ g/cm}^3$. Tale valore rappresenta un buon compromesso per una certa classe di modelli geologici (Hayford

e Bowie, 1912; Hinze, 2003), in particolare per rocce continentali cristalline e di composizione granitica. Quando è possibile, la valutazione di campioni di densità delle litologie affioranti nella zona investigata possono essere utilizzate al fine di valutare una densità media di riduzione. Bisogna notare che tale densità in realtà viene utilizzata come parametro medio dalla superficie topografica fino all'interfaccia crosta-mantello, che di solito è uno dei principali obiettivi nell'analisi di dati di gravità. D'altra parte è noto come la persistenza di effetti topografici in una carta di gravità sia prioritariamente da attribuirsi ad una scelta della densità di riduzione inadeguata. Basandosi su tale principio, e considerando la difficoltà effettiva nella valutazione di un parametro di densità media soprattutto se si analizzano vaste aree della superficie terrestre, può essere d'aiuto il criterio di una densità ottimale finalizzata alla riduzione della contaminazione topografica dell'anomalia di Bouguer. Tale idea risale ai tempi di Nettleton (1939) e consiste nel minimizzare la correlazione spaziale tra topografia e anomalia di Bouguer per mezzo di cross-plots a densità variabile. Tale approccio sembra ignorare tuttavia gli effetti di bassa frequenza dell'anomalia di Bouguer, che come noto manifestano una forte correlazione negativa con la topografia a causa di fenomeni isostatici, e quindi viene utilizzato per rilievi di piccola estensione in cui si assume che la topografia sia compensata a livello crostale. Più recentemente in due lavori (Thorarinnson e Magnusson, 1990; Chapin, 1996) è stata investigata la possibilità di determinare la densità di Bouguer per mezzo di un approccio frattale. Sostanzialmente la topografia, che è il principale contributo nella riduzione di Bouguer, ha un comportamento frattale che può essere semplicemente valutato dall'analisi in scala logaritmica della densità spettrale di potenza. La densità di Bouguer ottimale può essere scelta come il valore che rende minima la dimensione frattale della carta di anomalia risultante per ridurre la correlazione in alta frequenza tra topografia e gravità. Bisogna notare che i lavori di Thorarinnson e Magnusson (1990) e di Chapin (1996) presentano risultati discordanti, in particolare una densità ottimale per mezzo della minimizzazione della dimensione frattale della carta di gravità non è stata trovata da Chapin (1996) per i dati del Sud-America. Entrambi i lavori inoltre mostrano come un approccio alla Nettleton (1939) fornisca risultati incompatibili per vaste zone della superficie terrestre. Tuttavia la vera origine di questi approcci è fondamentalmente la stessa, cioè ridurre la correlazione in alta frequenza tra topografia ed anomalia di Bouguer, ed è singolare che quindi vi siano risultati discordanti. In questo lavoro mostreremo come sotto opportune modifiche tutti questi metodi convergano verso una corretta densità ottimale che effettivamente produce una carta di gravità con minimi effetti topografici residui. Abbiamo applicato in particolare tali procedure ai dati satellitari di gravità del Mediterraneo (Sandwell e Smith, 1997) per i quali abbiamo trovato un valore di $\rho_B = 2.40 \text{ g/cm}^3$. In particolare l'approccio frattale fornisce risultati compatibili se utilizzato in una riduzione di Bouguer completa, mediante un dettagliato modello topografico della zona investigata, che non si riduca ad una semplice correzione di piastra. A tal fine la riduzione è stata effettuata mediante il metodo di Parker (1972) che permette la valutazione completa del contributo topografico alla gravità da un modello digitale dettagliato della zona investigata. Anche l'approccio basato sulla correlazione spaziale alla Nettleton (1939) fornisce risultati realistici se modificato in maniera da tenere conto di effetti isostatici, mediante un approccio di fit simultaneo tramite due rette di correlazione. Tale approccio inoltre permette, come mostreremo di produrre un ulteriore elaborato particolarmente utile nella valutazione delle anomalie isosta-

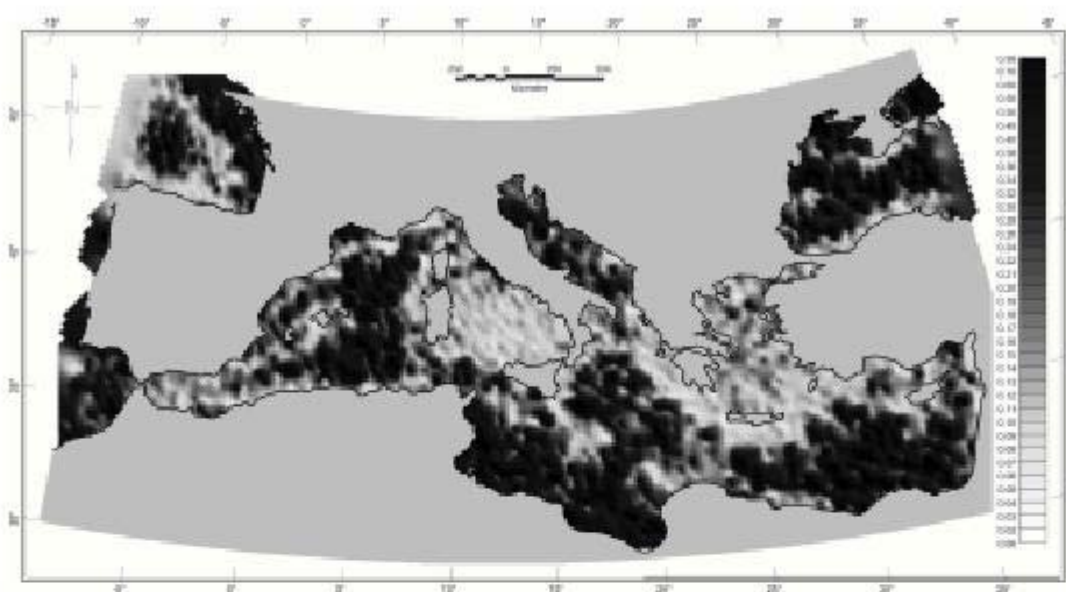


Fig. 1 – Densità spaziale di compensazione isostatica per il Mediterraneo.

tiche. Finora tale procedura era basata sull'introduzione di un modello crostale sintetico basato su un'ipotesi di Airy, sulla valutazione del relativo campo di gravità e sul confronto tra questo e l'anomalia vera (Karner e Watts, 1983). Mostreremo come un interessante risultato possa essere raggiunto senza introdurre alcun modello sintetico crostale, analizzando semplicemente la densità spaziale dei punti a bassa correlazione di Nettleton (Fig. 1).

Tale lavoro dimostra quindi che l'applicazione delle metodologie analizzate fornisce risultati per la densità di Bouguer ottimale che si confermano e rafforzano a vicenda, e possono quindi essere utilizzate su vaste regioni della superficie terrestre purché applicate mediante opportune procedure standard. I dati di gravità contengono quindi un certo numero di informazioni apparentemente nascoste che possono essere estrapolate mediante un'analisi appropriata dei parametri che governano la produzione di una carta di Bouguer.

Bibliografia

- Chapin, D. A., 1996: A deterministic approach toward isostatic gravity residuals – A case study from South America, *Geophysics*, 4, 1022-1033.
- Hayford, J. F. e Bowie, W., 1912: The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity, U. S. Coast Geod. Surv. Spec. Publ., 10.
- Hinze, W. J., 2003: Bouguer reduction density, why 2.67?, *Geophysics*, 68, 1559-1560.
- Karner, G. D. e Watts, A. B., 1983: Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges, *J. Geoph. Res.*, 88, 10449-10477.
- Nettleton, L. L., 1939: Determination of density for reduction of gravimeter observations, *Geophysics*, 4, 176-183.
- Parker, R. L., 1972: The rapid calculation of potential anomalies, *Geoph. J. R. astr. Soc.*, 5, 35-64.
- Sandwell, D. T. e Smith, W. H. F., 1997: Marine Gravity anomaly from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry, *J. Geoph. Res.*, 102, 10039-10054.
- Thorarinsson, F. e Magnusson, S. G., 1990: Bouguer density determination by fractal analysis, *Geophysics*, 7, 932-935.